

Zur tektonischen Stellung des jungen Vulkanismus in Mittel-Europa

Knetsch, Georg

Veröffentlicht in:
Abhandlungen der Braunschweigischen
Wissenschaftlichen Gesellschaft Band 2, 1950,
S. 92-103



Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig

Zur tektonischen Stellung des jungen Vulkanismus in Mittel-Europa

Von **Georg Knetsch**

Mit 1 Übersichtskarte, 1 Blockdiagramm und 1 Profilserie

Vorgelegt von Herrn **P. Dorn**

Abstract: The regional arrangement of tertiary and post-tertiary (simic) volcanisme, together with postvolcanic CO₂-exhalations has been used to determine the boundary lines of larger units of the earth's crust in Middle-Europe.

Hypothetic conclusions are based on a map showing the distribution of volcanic phenomena into the tectonic fabric of the continent.

Das Kartenbild

Die beiliegende Karte zeigt die Verbreitung des tertiären und posttertiären Vulkanismus, und zwar 1. das Vorkommen vulkanischer Gesteine und 2. Exhalationspunkte und -provinzen eindeutig magmatogener Gase, speziell von Kohlendioxyd als einem typischen postvulkanischen Exhalationsprodukt. Dieser Vulkanismus ist im Kartenbild eingefügt in die skizzenhafte Zeichnung der tektonischen Grundzüge des außeralpinen Mitteleuropa als einer uneinheitlich gebauten und demzufolge ungleichmäßig zersprungenen Platte.

Eine genetische Verbindung zwischen beiden Phänomenen ist dadurch gegeben, daß der finale oder simische Vulkanismus, von dem allein hier die Rede ist, subkrustales oder doch tiefkrustales Material auf tektonisch angelegten Wegen fördert.

Zum Aufstieg — aktiv oder passiv — werden nämlich in den meisten Fällen und über die größten Wegstrecken dieses Aufstiegs präexistierende Schwächezonen der Erdkruste benutzt. Eine weitere (eigentlich die primäre) Verbindung der Begriffe Magma und Tektonik liegt in der Erkenntnis, daß die Tektonik der Erdkruste Reaktion auf magmatisches Geschehen in der Unterkruste ist, bzw. daß umgekehrt jede Verformung der Erdkruste magmatische Reaktionen auslöst, sobald sie einen gewissen Schwellenwert überschreitet.

Die zum Aufstieg benutzten Schwächezonen sind Grenzflächen und mehr oder weniger geneigt. Sie können im Oberbau der Kruste verschiedenster Entstehung sein; im konsolidierten Unterbau (Wegmann 1936) sind es Schollengrenzen, die zumeist steil stehen dürften.

Der Stockwerksbau der Erdkruste

Es ist bekannt, daß die Anzahl der Stockwerke in der Erdkruste von Region zu Region wechselt (Bubnoff 1927). Sie nimmt mit zunehmender Konsolidierung eines Bereichs ab, so daß in den kristallinen („alten“, weil einem Endzustand zustrebenden) Einheiten der Erde vielfach nur ein einziges Stockwerk

vorliegt. Diese alten Einheiten sind jene, mit zunehmender Teufe mehr und mehr diskordant von Granit durchwobenen Gneisblöcke, die so vielfach in sich verknüchtet, verschweißt und — im großen gesehen — homogenisiert sind, daß ihnen keine Mobilität mehr blieb. Sie brechen, wenn beansprucht, und diese Brüche reichen sehr tief in die Erdkruste hinein. Es ist einleuchtend, daß hier bevorzugte Förderwege für aus der Unterkruste stammende Schmelzen liegen.

Die Kruste gleicht in diesem Bereich einem Packeisfeld, bei dem die Unterkruste etwa die Rolle des tragenden, transportierenden, ausgleichenden Wassers spielt.

Wir dürfen die Mächtigkeit der festen Erdkruste mit mehr als 30 km (gelegentlich sehr viel mehr) annehmen. Dann ergibt sich — welches Gebiet Europas wir auch herausgreifen —, daß der oben näher gekennzeichnete Unterbau mindestens dreiviertel dieser Mächtigkeit ausmacht, der hangende Rest gehört zu den oberen Stockwerken, die in wechselnder Zahl und verschiedener Struktur, Textur und Konsistenz auftreten können. So liegen in Norddeutschland wahrscheinlich vier Stockwerke, im Rheinischen Schiefergebirge drei, in Westfalen 3—4 Stockwerke übereinander, in Böhmen, im Spessart, im Odenwald stellenweise nur ein einziges.

Wir haben vorausgesetzt, daß bei einer endogenen Beanspruchung der Kruste das Sockelstockwerk steil reißt oder sich an steilen präexistierenden Schollengrenzen bewegt. Die nach oben projizierte Beanspruchung oder Bewegung ruft in den höheren Stockwerken Reaktionen hervor, die sich weitgehend dem Bau dieser Stockwerke angleichen werden. Damit wird die Beanspruchungsrichtung beim Durchgang durch verschiedene Stockwerke u. U. verlagert, verschleiert (aus Bruch wird Flexur usw.), gebrochen

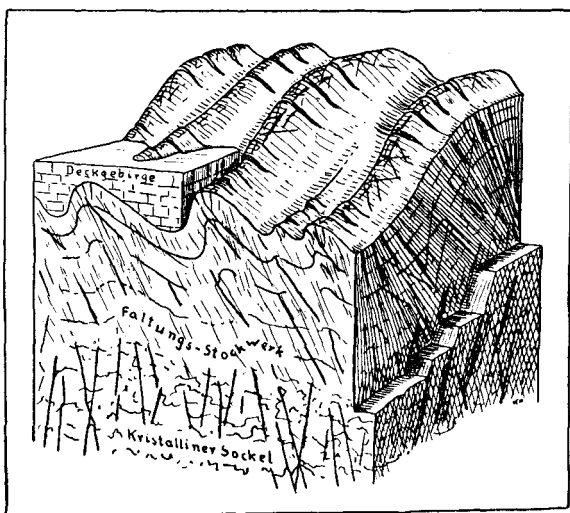


Abb. 1. Schematische Darstellung der verschiedenen Reaktion von Krustenstockwerken auf tektonische Beanspruchung und beim Aufstieg magnetischer Stoffe.

(Abb. 1). Wir kennen das im kleineren Maßstab aus der Begutachtung von Bergschäden, wenn über dem gefalteten Karbon jüngere, mächtige, flachliegende Deckschichten, womöglich mit Schwimmsanden lagern. Trotz dieser Ablenkung in den hangenden Partien wird es aber bei der überwiegenden Mächtigkeit des kristallinen Sockels erlaubt sein, in einem weiteren Rahmen erdoberflächlich linienhaft angeordnete Eruptionspunkte usw. als Projektion von linearen Schwächezonen des Unterbaus zu deuten, die zwar durch den Oberbau getarnt, aber nicht ganz verwischt werden können.

Der Vulkanismus

Da in dieser Zusammenstellung die magmatogenen Exhalationen*) zum erstenmal zur Deutung großtektonischer Verhältnisse zusammengefaßt werden, seien ein paar Bemerkungen über dieses Problem vorausgeschickt.

Die Frage nach der Herkunft größerer Mengen von CO_2 in Mofetten, Quellen und im Grundwasser ist heute zugunsten einer Ableitung aus dem magmatischen Geschehen entschieden**). Es ist bekannt, daß das Kohlendioxyd in eine Folge magmatischer Entgasung gehört, die mit abnehmender Temperatur des Muttergesteins von der Chlorgruppe beginnend über die Schwefelgruppe in überlappender Folge zur CO_2 verläuft. Wir wissen auch, daß an der Erdoberfläche CO_2 bei Temperaturen zwischen 200 und 400° C Kohlensäure als Hauptentgasungsprodukt bei abkühlenden oder wieder erhitzten magmatischen Gesteinen auftritt (v. Wolff 1914).

Liegt das betreffende Gestein nicht an der Erdoberfläche, sondern als Intrusiv darunter, dann dauern Abkühlung und Entgasung entsprechend länger. Der Aufstieg des Gases wird dann durch die tektonischen Verhältnisse bzw. die Konsistenz des hangenden Gebirgs gesteuert. Auf seinem Weg zur Erdoberfläche kann es ungehindert aufdringen, abgelenkt werden, auf Wässer treffen, die es befähigt, einen höheren Mineralgehalt aus den durchwanderten Gesteinen aufzunehmen, es kann sich in Gesteinen anreichern (Kohle usw.***).

Während im Gebiet tätiger Vulkane die Gasabgabe zu den alltäglichen Erscheinungen gehört, ist in unseren seit 10000 Jahren erloschenen Vulkangebieten eine unmittelbare Entgasung des Oberflächengesteins nicht mehr zu beobachten. Da aber Gas auftritt, müssen in einiger Tiefe noch heiße magmatische Gesteine liegen, die ungefähr die Temperatur besitzen, bei der u. a. Kohlensäure (gelegentlich anscheinend auch noch Chlor) abgegeben wird.

Bei einer diesen Gesichtspunkt berücksichtigenden Betrachtung der regionalen Verteilung vulkanischer Oberflächengesteine in Mitteleuropa fällt nun auf, daß die Basalte usw. zwar vielfach in der weiteren Nachbarschaft von Gasaustritten liegen, aber sich selten mit der Entgasungsprovinz decken. Das muß einen Grund haben.

Den finalen Vulkanismus pflegen wir uns in seinem räumlichen Aufbau so vorzustellen, daß unter dem eigentlichen Vulkanbau, bzw. dem darunter liegenden Subvulkan ein Schlot steil in die Tiefe führt. Dieser Förderkanal mündet in einiger Tiefe in einen Gang, eine mit vulkanischem Material gefüllte Spalte. Dieser Gang setzt dann entweder in die „ewige“ Teufe nieder, oder er mündet in einen Pluton ein, d. h. in ein innerhalb der Erdkruste stecken-

*) Abgesehen von einer älteren Arbeit (Hummel 1930), die von anderen Gesichtspunkten ausging.

**) Es wird hier — abgesehen von Mofetten — nur von solchen Wässern gesprochen, die über 1 g freie CO_2 im l Wasser enthalten. Diese reichhaltigen Vorkommen fördern erhebliche Mengen Gas, so in der Eifel einzelne Quellen bis 4000 kg CO_2 in 24 Stunden. Die Gesamtförderung in diesem Gebiet mag 200 t pro Tag erreichen.

***)) Vom explosiven Freiwerden von Gas nach Art der Ries-Explosion oder der Bildung der Tuffschlote (Cloos 1941) wird hier abgesehen.

gebliebenes Reservoir des aufgedrungenen magmatischen Gesteins (Cloos 1928 und Cloos und Rittmann 1939). Solche Plutone kennen wir in genügender Anzahl und in den verschiedensten geologischen Niveaus. Sie besitzen eine Form und eine Größe, die ebenso von ihrem Chemismus, wie vom großtektonischen Geschehen ihrer Bildungszeit abhängen. Bei dem hier behandelten simischen Magmatismus treten sie in Ausdehnung und Masse gegenüber den dazugehörigen Effusivgesteinen sehr zurück, ganz anders als bei dem hier außer Betracht gelassenen wesentlich an die alpinotype Gebirgsbildung gebundenen syn- und postorogenen Magmatismus, in dem die Plutone weit mehr Raum einnehmen, als der evtl. zugeordnete Oberflächenvulkanismus.

Simische plutonische Körper sind aber bekannt. Cloos (1928) und Cloos und Rittmann (1939) haben sie als Vulkanoplutone bezeichnet. Sie können in Gangnetze und kleinere Intrusivkörper übergehen oder durch solche ersetzt werden. Eine Verbindung zur Erdoberfläche, also zu einem Vulkanismus im normalen Sinne braucht nicht immer zu bestehen, die Intrusionen können gelegentlich auch blind enden.

Es liegt nahe, unsere an der Erdoberfläche austretenden CO_2 - usw. -Vorkommen aus solchen Komplexen abzuleiten, entweder aus den unmittelbaren, zerfaserten Tiefenfortsetzungen des Oberflächenvulkanismus oder aus blind endenden Intrusionen. Es dürfte dann möglich sein, aus der Verbreitung der Entgasungsprovinzen Schlüsse auf das Vorhandensein intrakrustaler junger Schmelzgesteine zu ziehen*).

Da wir gesehen haben, daß deren intrakrustale Verbreitung von dem tektonischen Bau des betreffenden Krustenstockwerks abhängig ist, ist für solche Schlüsse eine Beurteilung dieser Tektonik nötig.

Derartige Beziehungen hat im tektonischen Einzelfeld des Rheinischen Schilds Cloos (1939) aufgedeckt. Bei seiner tektonischen Analyse dieses Gebiets ergab sich eine Anordnung des Vulkanismus in zwei Halbkreisen, zwei Aureolen nördlich und südlich vom Scheitelgraben dieser großen Aufwölbung. Die Verteilung des Vulkanismus ließ weitgehende Schlüsse auf Krustendicke (aus dem Spaltenabstand geschlossen) und Krustendurchbiegung dieses Feldes zu. Die Exhalationsprovinz des Rheinischen Schilds entspricht diesem Bild, legt sich aber in beiden Sektoren an die Innenseite der Vulkanbögen, also zwischen diese und den Rheintalgraben.

Deuten wir in der oben skizzierten Art diese CO_2 -Bögen so, daß sie der unmittelbaren Tiefenfortsetzung des Oberflächenvulkanismus entstammen, dann erstreckt sich, im großen gesehen, diese Tiefenfortsetzung schräg einwärts auf den Scheitelgraben zu. Nehmen wir an, daß die Kohlensäure Zeuge von steckengebliebenen „blinden“ Magmenreservoirs ist, dann sitzt ein Kranz von Vulkanoplutonen auf den Scheitel des Schildes zu gestaffelt in einem tieferen Stockwerk. Der Scheitelgraben ist praktisch vulkanfrei**) und führt im allgemeinen auch keine Kohlensäure. Die Grabenränder scheinen durch die eingesunkene Scholle dicht verschlossen, nur auf Neben- und Fiederspalten, namentlich im kristallinen Randgebiet scheint eine tiefreichende

*) Über einige dieser Konsequenzen ist bereits berichtet worden (Knetsch 1939).

**) 1. erfolgte hier der Massenausgleich durch die eingebrochene Scholle (Cloos 1939) (Stille 1945), 2. verschließt die eingebrochene Scholle den Aufstiegsweg.

Wasserzirkulation möglich. Die zahlreichen Thermalquellen in diesem Gebiet verdanken einer solchen ihre Entstehung.

Eine bemerkenswerte Ausnahme bildet Dürkheim an der Hardt, das sehr viel Arsen und Kieselsäure schüttet und wahrscheinlich Anschluß an eine Entwicklung hat, die mit unserem Basaltvulkanismus nichts zu tun hat.

Im ganzen und regionalgeologisch gesehen verraten beide Phänomene, der Oberflächenvulkanismus und die Entgasung eine Vorliebe für tieferzerspaltene und gezernte Areale. Die Kohlensäure bevorzugt Gegenden, in denen mindestens zwei Krustenstockwerke vorliegen. Im Kristallingebiet sind CO_2 -Austritte daher im Gegensatz zu vulkanischen Effusiven selten. Typisch ist in dieser Beziehung die Fortsetzung der nordböhmischen Senke (in der, soweit sie in kaum verhülltem Kristallin liegt, weite Basaltfelder sich erstrecken) nach Westen unter altes gefaltetes Gebirge. Dort häufen sich die CO_2 -Austritte (Oberpfalz), die Basaltentwicklung tritt stark zurück und erschöpft sich in Einzelschloten*).

Es ergibt sich also ein Gegensatz: Reichliche Gesteinsförderung an der Oberfläche — wenig Gas oder: Reichliche Entgasung — wenig Gesteinsförderung an der Oberfläche. Abgesehen von diesem Einfluß der Großgliederung spielt aber auch der Feinbau der einzelnen Stockwerke eine gewisse Rolle beim Aufstieg und der Verteilung der Vulkanite und ihrer Verwandten. Als Beispiel diene ein Abriß von Verhältnissen in einem kompliziert gebauten Teil des Rheinischen Schiefergebirges.

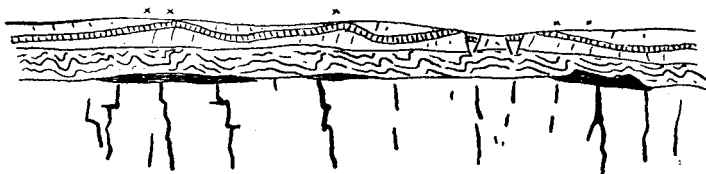
Im Rheinland ist der Basalt in seiner Anordnung wesentlich an Bruchlinien gebunden (Burre 1934). Das Gas hält sich gern an Sattelfirsten, in denen es sich, wenn geeignete klüftige Gesteine vorhanden sind, sammeln kann. Örtlich aber, bei sehr steilem Einfallen von Schichtflächen, wandert anscheinend auch die Schmelze auf den bis 80° steilen primären Grenzflächen des Gesteins nach oben ab, so daß sie sich in Antiklinorien, also Sattelfirstenzonen ansammeln und dort austreten kann, während in diesem Spezialfall das Gas senkrecht durch feine Klüfte auftreibt und so die Aufstiegsspalte im kristallinen, mehrere Kilometer unter der Erdoberfläche liegenden Sockelstockwerk verrät (Knetsch 1949) (Abb. 1).

Daß namentlich bei solchen komplizierten Verhältnissen die Situation im Untergrund nicht nur verschleiert wird, sondern sich auch vielfältig widerspiegeln kann, sei nur am Rande erwähnt**).

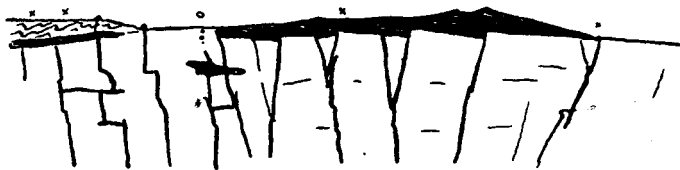
*) Von dem Sonderfall der jungen Orogene, in unserem Fall der Alpen, wird hier abgesehen, gewisse Schlüsse ergeben sich unmittelbar aus dem Kartenbild.

**) Daß Kohlensäure Radon mitbringt, wenn sie beim Aufstieg entsprechende Anreicherungen bzw. Gesteine berührt, ist bekannt und ein guter Indikator für saure Plutone mit ihren Konsequenzen. Ebenso bekannt ist, daß die Kohlensäure dem Wasser eine erhöhte Lösungsfähigkeit verleiht. Daher sind CO_2 -Quellen meist hochmineralisiert. Eine Reihe von solchen Quellbestandteilen ist aber sicher juvenil, d.h. magmatischer Herkunft, und somit nicht nur als Hinweis auf das Vorhandensein von Vulkanoplutonen, sondern vielfach auch auf den Gesteinscharakter der betreffenden Gesteine zu werten.

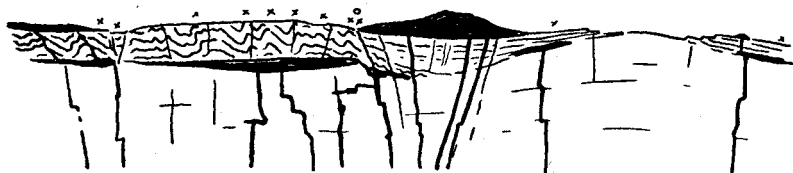
Aachen scheint juvenile Stoffe zu enthalten, obwohl kein junger Oberflächenvulkanismus in der Nähe bekannt ist. Besonders bemerkenswert in diesem Zusammenhang erscheint die Verteilung des schon mehrfach in der Vergangenheit behandelten Kranzes alkalischer Quellen im Rheinischen Schiefergebirge (Kaiser 1908). Die Bestandteile dieser Wässer, die sich in ihrem Charakter gelegentlich



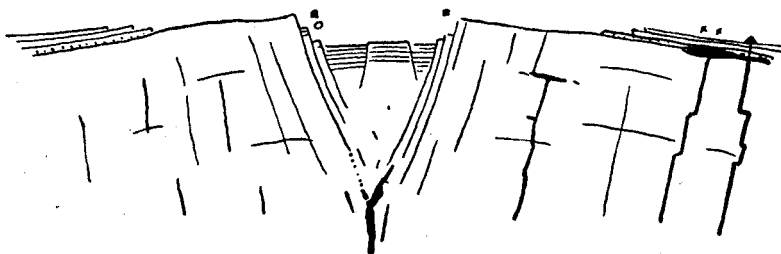
Südl. Nord-Deutschland.



Ost-Bayern und Böhmen (Karlsbad, Duppauer Geb.)



Westerwald, Taunus, Vogelsberg, hessische Senke, Rhön



Rheintalgraben.

x CO₂-Austvülte. o Thermen mit juv. Bestandteilen.
■ vadosen Thermen.

Ganz anders, als in dem eben gekennzeichneten schwierigen Gebiet, in dem ein verflochtener Faltenstrang die Oberkruste verfilzt hat, sieht es im Schelfgebiet (Bubnoff 1933) mit einfach struiertem Oberstockwerk aus. Wir kennen im norddeutschen saxonischen Bruchfeld eine ganze Reihe von CO_2 -Vorkommen, die ohne begleitende oder auch nur weit benachbarte vulkanische Gesteine auftreten und somit allein durch ihre Existenz das Vorhandensein von magmatischen Gesteinen in der Tiefe verraten. Wir dürfen annehmen, daß diese Magmenkissen analog den sekundären Salzanreicherungen des Untergrunds aussehen und auch dieselben tektonischen Aufgaben erfüllen. Läßt sich nun eine Vorliebe solcher Intrusionen für bestimmte Grenzflächen in der Stockwerksfolge nachweisen? Wir können annehmen, daß neben den bereits bekannten, netzartig durchäderten Bezirken gut spaltender und stark zerbrochener Gesteine auch die geologischen Stockwerks Grenzen selber solche bevorzugten Intrusionsniveaus sind (vgl. Bubnoff 1927).

Im letztgenannten Fall würden wir ein — wenn auch im Einzelfall hypothetisches — Mittel in die Hand bekommen, solche Grenzen zu bestimmen. Hinweise auf die Tiefenlage geben uns einmal in ihrer Mächtigkeit bekannte stratigraphische Folgen, die oft solche Stockwerke erfüllen oder unterteilen, des anderen die Geophysik und endlich auch die Schlüsse aus der Temperatur, bei der Kohlensäure abgegeben wird; wenn nämlich das Alter des betreffenden Vulkanismus uns erlaubt anzunehmen, daß die betreffenden Intrusive sich bereits weitgehend der Temperatur des umgebenden Gesteins genähert haben, so daß wir einen Begriff der fraglichen geothermischen Tiefenstufe bekommen.

Zusammengefaßt dürfen wir uns also die Tiefenfortsetzung unseres finalen Oberflächenvulkanismus, von oben beginnend, so vorstellen:

E. Oberflächenvulkanismus.

D. Subvulkane, Schlote, Gangspalten, die in verschiedener Tiefe in Förderpalten oder Vulkanoplutone übergehen können. Der letzte, senkrechte Aufstieg zur Erdoberfläche erfolgt je nach geförderter Magmenmenge, Belastung, Gasdruck und Charakter des durchörterten Gebirges in ganz verschiedenen Niveaus. Es ist daher möglich, daß sich in einem Gebiet mit \pm kompliziertem Oberbau eine siebartige Durchlöcherung des Deckgebirges ergibt, ohne daß bei der vielfach sehr geringen Entfernung der Förderkanäle voneinander eine gegenseitige Beeinflussung eintritt. Es gibt in der Gegend des Laacher Sees Fälle, in denen, kaum 1 km von einander getrennt, gleichzeitig phonolithisches und basaltisches Material gefördert worden ist.

C. Vulkanoplutone bzw. ein Komplex von Intrusionen, deren Form sich nach dem tektonischen Rahmen des umgebenden Komplexes richtet, evtl. an einer Stockwerks Grenze.

schwachen Solquellen nähern können, wurden bisher auf die verschiedenste Weise abgeleitet. Es hat heute den Anschein, als ob diese Quellprovinz eine tertiär-diluviale Magmenprovinz an die Erdoberfläche projizierte, die ihren oberflächen-nahen Paroxysmus im Laacher See-Gebiet gefunden hat. Stimmt dieser Schluß, dann wäre dieser spezifische und mit Krustenbewegungen gekoppelte (Einbruch des Neuwieder Beckens) Vulkanismus intrakrustal etwa von Ems an der Lahn bis in die Gegend des Ahrtals tätig gewesen, umfaßte also ein erheblich größeres Gebiet, als seine oberflächliche Äußerung vermuten läßt. Der chemische Charakter der Quellen deutet jedenfalls Verwandtschaften mit dem Laacher Vulkanismus an.

B. Aufstieg an Spalten im sialischen Unterbau. Wo dieser Unterbau als einziges Stockwerk die Erdoberfläche erreicht, Ausbreitung der Schmelze als Deckenerguß usw.

A. Durch entlastende tektonische Vorgänge oder überlastende endogene Entwicklungen mit u. U. sehr ausgedehnter horizontaler Erstreckung*) aktivierte Krustenunterlage (Sima).

Der Weg zwischen A. und E. kann jederzeit unterbrochen, abgekürzt oder kompliziert werden.

Diese skizzenhafte Darstellung intrakruster Verhältnisse kann erweitert werden. Die auf diesem Wege mögliche Differenzierung der Schmelze, der wechselnde Chemismus der einzelnen Eruptionsaera, der Übergang von Sauer zu Basisch, die Herddifferenziation usw. usw. konnten und sollten in diesem Überblick nicht berücksichtigt werden.

Die regionale Anordnung des jungen Vulkanismus

Wie sich die einzelnen Erscheinungsformen des Vulkanismus räumlich zueinander verhalten, ob sie sich in ihrer Projektion auf die Erdoberfläche gegenseitig decken oder nicht, welche der genannten Untergruppen jeweils ausfallen, das alles ist im Einzelfall**) und namentlich für die praktische Geologie außerordentlich wichtig und nicht immer leicht zu ergründen. Wir sahen, daß sich in der Maar-Eifel Vulkanismus und CO₂-Provinz wesentlich decken, in der Nürburgegend um etwa 8 km voneinander getrennt sind, in der Niederrheinischen Bucht fehlt — abgesehen vom Siebengebirge, das 30 km von den CO₂-Vorkommen bei Köln entfernt ist — der Oberflächenvulkanismus im Kohlensäure-Areal, ebenso in bestimmten Gebieten Nordwestdeutschlands. Andererseits gibt es ausgedehnte Basaltgebiete ohne jede Exhalation (Westerwald, große Teile des Vogelbergs, Duppauer Gebirge usw.).

Wenn wir diese Varianten aber in einer großtektonischen Betrachtung außer Acht lassen, dann können wir alle vulkanologischen Phänomene zusammenfassen und sie als Indikationen für die tektonischen Verhältnisse des untersten Stockwerks benutzen. Und darauf kommt es uns in diesem Zusammenhang an.

Wir dürfen annehmen, daß sich durch weithinstreichende, deutlich lineare Zonen, in denen subkrustales Material bis zur Erdoberfläche aufdringen kann, Dilatationsfugen der tiefen und mächtigen sialischen Schollen verraten und zwar solche, die zur Zeit der betreffenden vulkanischen Entwicklung in einem Zerrungsbereich lagen.

Vulkanbänder dieser Art können in ihrem Verlauf unterbrochen werden, wie uns eine der bekanntesten jener Zonen, die Mittelmeer-Mjösen-Zone (Stille 1923) zeigt, die neuerdings von Cloos (1949) in einen weltumspannenden

*) Vgl. die räumliche Ausdehnung der Kimberlitprovinz in Hochafrika, die ein über weite Entfernungen gleichartiges Material fördert, das vielleicht nur in sehr mächtigen, also nicht nur hoch aufragenden, sondern auch tief eintauchenden sialischen Komplexen durch Spalten erreicht werden kann, also auf solche sehr mächtigen Schollen beschränkt zu sein scheint.

**) Magnetometrische Untersuchungen in solchen Gebieten laufen Gefahr, selbst bei Vermeidung oberflächlicher Basaltvorkommen durch den intrusiven Unterbau getäuscht zu werden, wie das z. B. in der Eifel der Fall war.

Rahmen gestellt worden ist. Solche Unterbrechungen werden dann „deaktiv“ (Stille 1945) ausgefüllt, der fehlende Vulkanismus also in seiner großtektonischen Bedeutung gleichwertig ersetzt. Störungen im glatten Verlauf solcher Geofrakturen (Cloos 1949) deuten sich im Ausschwenken von Kohlensäurelinien an (Taunusrandspalte, Pyrmonter Achse usw.). Nicht alle großen, in die Tiefe reichenden Störungen sind derart betont, wie die meridionale, rheinische Richtung. Aber deutlich genug tritt die NW-gerichtete NO-Randzone der Sudeten hervor, ebenso die nordböhmische Senke mit ihrer bereits erwähnten Verlängerung gegen SW, die sich u. U. sogar in einer paläogeographisch gelegentlich hervorgetretenen weiteren Verlängerung über das Ries hinaus anzudeuten scheint (vgl. die Karte).

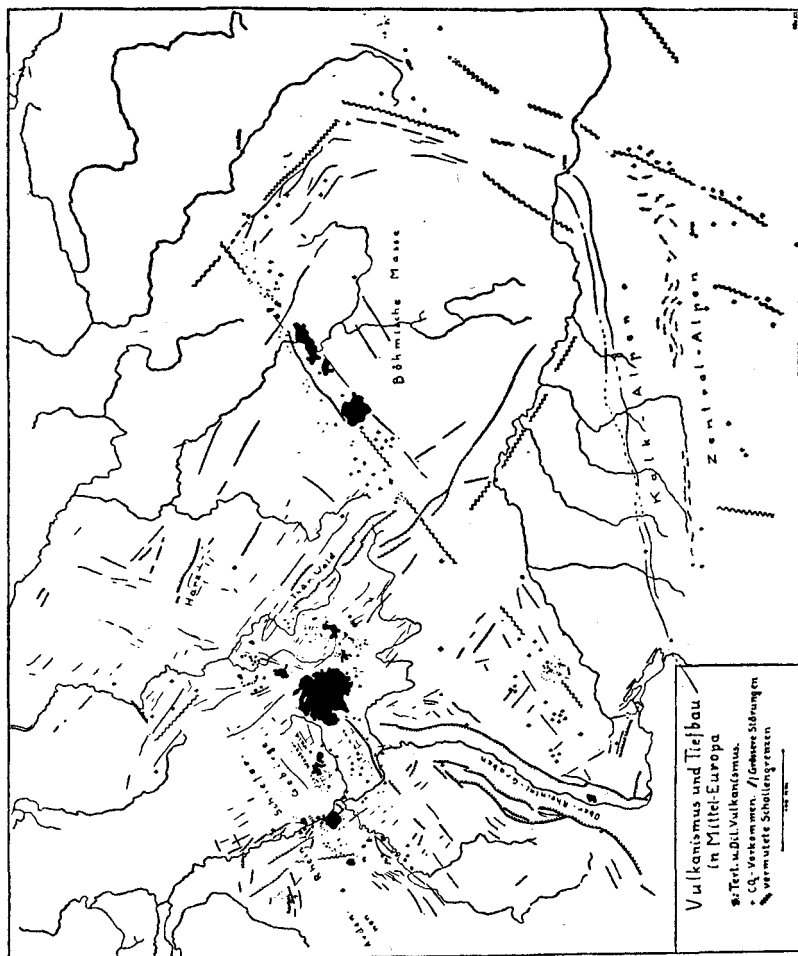
Die Wiener Thermenlinie am Ostrand der böhmischen Masse und in der Verlängerung der schlesischen Nord-Südzone und der Mährischen Senke gelegen, findet ihre gerade Fortsetzung im steirischen Becken. Hier liegen zwar die vulkanischen Einzelkomplexe im Winkel zur Haupterstreckung der großen Richtung (Winkler 1928), scheinen aber als Gesamterscheinung doch in das NO-System hineinzugehören. Daß hier eine alte, tiefgreifende Trennungsfuge liegt, ist bekannt.

Der Magmatismus des Karpathen-Innenbogens, der die steirische Vulkanprovinz fast berührt, hat genetisch wahrscheinlich mit unserem hier behandelten Vulkanismus nichts zu tun, trägt auch chemisch einen anderen Charakter.

Die weiter westlich in den Alpen gelegene Judicarienlinie scheint ebenfalls mit einer CO₂-Zone besetzt. Es ist bemerkenswert, daß sich weit südlich dieser Linie, aber in ihrer durch die Ostgrenze Sardiniens usw. betonten Verlängerung, an einer auch tektonisch ganz ähnlichen Stelle, in Tunis gleichfalls ein langgestrecktes CO₂-Band wiederfindet. So deuten sich durch die regionale Verteilung verwandter vulkanischer Phänomene strukturelle Grundzüge und Grenzflächen der Erdkruste an, die zwar im heutigen Bild der Erdoberfläche nicht überall in die Augen springen, aber im Kartenbild nicht zu übersehen sind. Es hat dabei den Anschein, als ob weder die Gebirgsbildung des Erdaltertums, noch die Orogenesen der jüngeren Perioden (die vielleicht generell tiefer greifen als die älteren Gebirgsbildungen) die alten Krustenfugen ganz verwischen könnten.

Hypothetisches

Setzt man in die oben geschilderten Beobachtungen den Schluß ein, daß Gebiete, in denen magmatogene Abkömmlinge linienhaft angeordnet die Erdoberfläche erreichen können, zugleich Zerrungsgebiete sind und bringt man, wie das bereits mehrfach in der Literatur geschehen ist, Vulkanreihen und Grabenbildungen auf einen Nenner („dejektive und ejektive Spaltenfüllung“, Stille 1945 und Cloos 1939), dann ergeben sich im Gesamtverlauf solcher Schwächelinien eine Reihe von Analogien. So etwa zwischen dem Verlauf der Oberrheinisch-Hessischen Zone einerseits und dem Senkungsfeld am Ostrand der böhmischen Masse andererseits. Beide tragen etwa auf der gleichen Breite einen typischen NW-Knick. Vielleicht finden sich auch im breiter gefaßten Verlauf beider Zonen Transversalflexuren, wie sie für die schlesische



Nord-Südzone nachgewiesen sind und vielleicht auch für die Eifeler Nord-Süd-Zone vermutet werden können*). Dabei braucht es sich nicht um große Verschiebungsbeträge zu handeln. So wie in Schlesien basische Plutone und Syenite typische Begleitgesteine für solche Verdriftung sind, finden sich auch in der Eifeler Nord-Süd-Zone magnetometrisch nachgewiesene basische Komplexe und Syenite in Auswürflingen des tertiären Vulkanismus (Boxberg bei Müllenbach). Es ergeben sich auch Größenanalogien zwischen den einzelnen Großschollen des mitteleuropäischen Tiefbaus, die infolge geringerer Mächtigkeit nicht an die Größe der Einzelkomplexe etwa des hochafrikanischen Bereichs, herankommen, aber doch offenbar gesetzmäßig sind.

Nimmt man das angedeutete Zerrungsmoment im ganzen, dann erscheint nicht nur die Rheinische Richtung (Carlé 1946) sehr betont, sondern auch eine mehr NO-betonte Komponente. Die NW-Richtung bleibt zudem nicht so eindeutig als Pressung bestehen, wie das bisher vielfach angenommen wurde. Vielleicht zeichnet sich sogar eine fächerförmige Anordnung ab, deren Schnittpunkt im Süden liegt, während die Fächerachsen, im Osten mit NO-Tendenz beginnend, nach W zu mehr über N nach NW zu schwenken. Das deutet auf die Annahme G. Richters (1934), der eine Abtrift Westeuropas um geringe Beträge annimmt. Daß das auf geschienten Bahnen geschieht (Bubnoff 1949 und Cloos 1939, 1949) ist anzunehmen.

Zusammenfassung

Die regionale Verteilung des tertiären und diluvialen Vulkanismus, zu dem in diesem Überblick auch die postvulkanischen CO₂-Exhalationen gezählt werden, ergibt auf der Übersichtskarte ein Bild, das nicht immer gesetzmäßig zur erdoberflächlich sichtbaren Tektonik angeordnet erscheint. Da dieses vulkanische Material aus großer Tiefe kommt, kann angenommen werden, daß seine erdoberflächliche Anordnung Aufstiegsbahnen, also Schwächezonen tieferer Krustenstockwerke an die Erdoberfläche projiziert.

In der vorliegenden Zusammenstellung wird versucht, solche Schwächezonen als Schollengrenzen zu deuten.

Literatur

- 1) E. Bederke, Die Grenze von Ost- und Westsudeten. Geol. Rdsch. **20**, 1929.
- 2) Ders., Grundfragen des Vulkanismus. Geol. Rdsch. **35**, 1948.
- 3) M. Bräuhäuser, Über tertiären Vulkanismus im Alpengebiet. Jahresber. Ver. Naturkde. Wrttbg. **84**, 1928.
- 4) R. Brauns, Der Laacher Trachyt. Mitt. a. d. Min. Inst. d. Univ. Bonn 1916.
- 5) S. v. Bubnoff, Üb. Bez. zw. Gebirgsbild. u. Vulkanismus. Naturwiss. **15**, 1927.
- 6) Ders., Der Bauplan des außeralpinen Europa. Geol. Rdsch. 1933.
- 7) Ders., Grundprobleme der Geologie. Halle 1949.
- 8) W. Carlé, Betracht. z. Tekt. d. südwestdeutschen Deckgebirges. ZDGG. **98**, 1946.
- 9) H. Cloos, Der geol. Bau Schlesiens. Berlin 1927.
- 10) Ders., Zur Terminologie der Plutone. Fennia **50**, 1928.
- 11) Ders., Bau und Bewegung der Gebirge. Berlin 1928.
- 12) Ders., Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig 1931.

*) Die Eifeler Vulkanspalten wären dann als Fiederspalt zu deuten.

- 13) H. Cloos, Plutonismus. Geol. Jahresber. I, 1938.
- 14) Ders., Hebung, Spaltung, Vulkanismus. Geol. Rdsch. **30**, 1939.
- 15) Ders. und Rittmann, A., Zur Einteilung und Benennung der Plutone. Geol. Rdsch. **30**, 1939.
- 16) Ders., Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Geol. Rdsch. **32**, 1941.
- 17) Ders., Grundschollen und Erdnähte. Geol. Rdsch. 1949.
- 18) B. Gutenberg, Hdbch. d. Geophysik IV., Berlin 1932.
- 19) K. Hummel, Bez. d. Mineralquellen z. jungen Vulkanismus. Z. pr. Geol. **38**, 1930.
- 20) E. D. Kaiser, Mineralquellen d. Rhein. Schiefergebirges. Allg. D. Bäderzeitung **6**, 1908.
- 21) K. Knecht, G. Kohlensäure, Vulkane und Erzlagerstätten usw. Geol. Rdsch. **30**, 1939.
- 22) Ders., Tertiärer Vulkanismus in der Hohen Eifel. Exk.-Führer, Bonn 1950.
- 23) W. Klüpfel, Der Tertiärvulkanismus in Westdeutschland. ZDGG. **85**, 1933.
- 24) L. Koelbl, Der Südrand d. böhm. Masse. Geol. Rdsch. **18**, 1927.
- 25) F. Lotze, Z. Methodik d. Forschg. üb. saxon. Tektonik. Geotekt. Forsch., H. 1, 1937.
- 26) W. F. Petrascheck, Intrusionstektonik und Lagerstätten. Geol. Rdsch. Schlesienheft.
- 27) H. Reich, Ergebnisse erdmagnet. Untersuchungen i. Rhein. Schiefergeb. Z. f. Geophysik **11**, 1935.
- 28) G. Richter, Das Rheinische Element im Bilde Westeuropas. Nachr. Ges. Wiss., Göttingen 1934.
- 29) A. Rittmann, Das Magma in den Vulkanherden. Geol. Rdsch. **27**, 1936.
- 30) R. Schwinner, Vulkanismus und Gebirgsbildung. Z. f. Vulkanologie **5**, 1919/20.
- 31) Ders., Z. Deutung der Transversalbeben i. d. nordöstl. Alpen. Z. f. Geophysik **5**, 1929.
- 32) Ders., Seismik und tektonische Geologie. Z. f. Geophysik **17**, 1940.
- 33) H. Stille, Die saxonischen Brüche. Abh. pr. geol. L.A. **95**, 1923–25.
- 34) Ders., Die hess. Tiefe im tektonischen Großbild Europas, ZDGG. **88**, 1936.
- 35) Ders., Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. pr. Ak. d. Wiss., Math. Nat. Kl. Nr. **19**, 1939. Berlin 1940.
- 36) Ders., Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinents. ZDGG. **97**, 1945.
- 37) A. Winkler, Der junge Vulkanismus am Ostrand der Alpen. C. R. Congr. Intern. Geol. 1926. 1928.
- 38) F. v. Wolff, Der Vulkanismus. Stuttgart 1914.
- 39) A. Wurm, Zur Paläogeographie der süddeutschen Scholle. Cbl. f. Min. B. 1929.
- 40) K. Zapletal, Z. Geologie d. böhm. Masse. Geol. Rdsch. **19**, 1928.
- 41) W. R. Zartner, Geol. d. Duppauer Gebirges. Prag 1938.